

Die Entstehung der Flysche im Lichte der Kontinentalrandforschung

Von P. F a u p l, Wien

In allen Gebirgssystemen der Erde sind mächtige, marine, klastische Gesteinsserien anzutreffen, die als Flysche bezeichnet werden. Ihr Auftreten ist keineswegs an ein bestimmtes Alter des Gebirges gebunden. So sind die Flysche des Alpen-Karpaten-Gebirges, dessen tektonische Formung im ausgehenden Mesozoikum vor etwa 100 Millionen Jahren begonnen hat, oder die Flysche der Apenninhalbinsel allgemein bekannt. Aber auch in älteren Gebirgen, wie dem jungpaläozoischen variszischen Orogen, sind sie anzutreffen. Als Beispiele seien Flyschschichten der unterkarbonen Kulmentwicklung des deutschen Mittelgebirges, die Hochwipfel-Schichten der Karnischen Alpen und der unterkarbone Flysch der Ouachita Mountains der Vereinigten Staaten zu erwähnen. Altpaläozoische Flysche finden sich unter anderem in den Kaledoniden von England und im Appalachengebirge. Ebenso wurden aber auch Gesteins-

abfolgen mit Flyschcharakter in präkambrischen Systemen entdeckt.

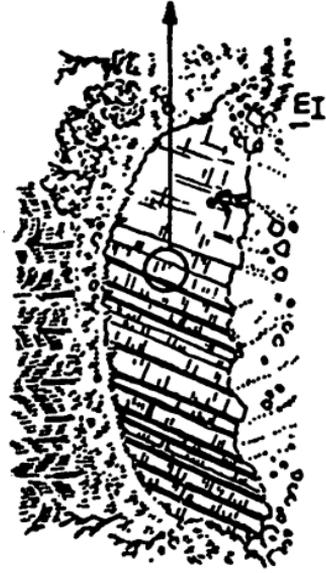
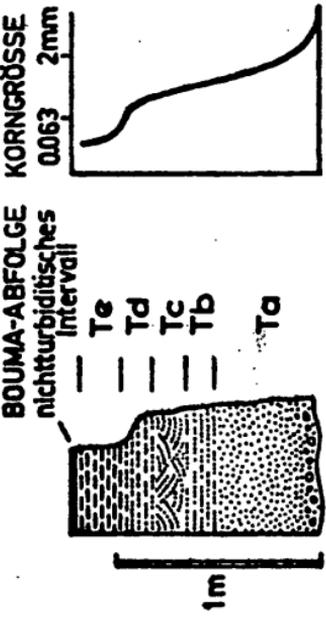
Der Begriff „Flysch“ wurde zum ersten Mal von dem Schweizer Geologen STUDER (1827) für Schichten der Oberkreide im Simmental (Niesenflysch, Préalpes) verwendet.

Die Flyschmerkmale

Den Flyschen sind eine ganze Reihe von Merkmalen eigen, die sie von anderen Sedimentgesteinsschichtfolgen unterscheiden (Abb. 1). Es handelt sich immer um marine Bildungen, die durch einen Wechsel von Sandsteinbänken mit tonigmergeligen Lagen charakterisiert sind. Diese Bänke wiederholen sich in monotoner Weise oft viele tausend Mal. Es gibt dabei Schichtkomplexe, in denen Sandsteinbänke dominieren, und solche, in denen feinklastische Gesteine vorherrschen. Ebenso finden sich dick- wie dünnbankige Serien. Einzelne dieser Sandsteinlagen besitzen oft eine erstaunliche Konstanz hinsichtlich ihrer Dicke, ihrer Materialzusammensetzung sowie auch ihres strukturellen Aufbaues. So sind aus der höheren Unterkreide der ostalpinen Flyschzone Bankgruppen bis über 100 Kilometer im Streichen zu verfolgen, im Apennin sogar über 200 Kilometer.

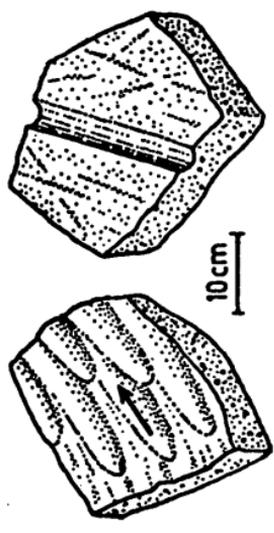
Betrachtet man nun eine einzelne Bank aus einer Flyschserie, so lassen sich wiederum eine ganze

Abb. 1: Einige charakteristische Flyschmerkmale



FLYSCHSCHICHTEN IM AUFSCHLUSS

**AUFBAU EINER EINZELNEN
FLYSCHBANK (Turbidit)**



**Strömungsmarken Schleifmarke
MARKEN AUF BANKUNTERSEITEN**



Subphyllochora



LEBENSSPUREN AUS FLYSCHEN

Reihe kennzeichnender Merkmale beobachten (Abb. 1). In struktureller Hinsicht beginnt eine solche Bank mit einem strukturlosen Sandsteinabschnitt im Liegenden, der gegen das Hangende in eine feinschichtige Partie übergeht. Darüber folgt Rippelschichtung oder auch Wickelschichtung, die ihrerseits wieder von einem feinschichtigen Sandsteinabschnitt abgelöst wird. Der Sandstein geht dann in ein feinkörniges (= pelitisches) Gestein, häufig von mergeliger Zusammensetzung, über. Neben dieser strukturellen Abfolge, welche nach ihrem Entdecker auch BOUMA-Abfolge (Abb. 1) heißt, ist eine allmähliche Kornverfeinerung vom Liegenden gegen das Hangende (= graded bedding) bezeichnend. Die pelitischen Gesteine repräsentieren dabei die feinste Kornfraktion. Aus diesem charakteristischen Bankaufbau läßt sich auf eine allmählich erlahmende Transportenergie während der Sedimentation schließen.

Neben diesen Merkmalen finden sich an den Bankunterseiten in Form von Ausgüssen zahlreiche Marken, wie Strömungsmarken, Schleifmarken etc. (Abb. 1), die uns Hinweise auf die unmittelbare Transportrichtung des Materials geben. Besonders reich sind diese Gesteinsserien auch an Spurenfossilien (Abb. 1), während Makrofossilien ungemein selten sind. Diese, durch die fossilen Fährten und Bauten sichtbar gemachte, häufig ganz intensive Durchwühlung des Sedi-

mentes belegt, daß es sich bei den Flyschen keineswegs um ein lebensfeindliches Milieu gehandelt hat.

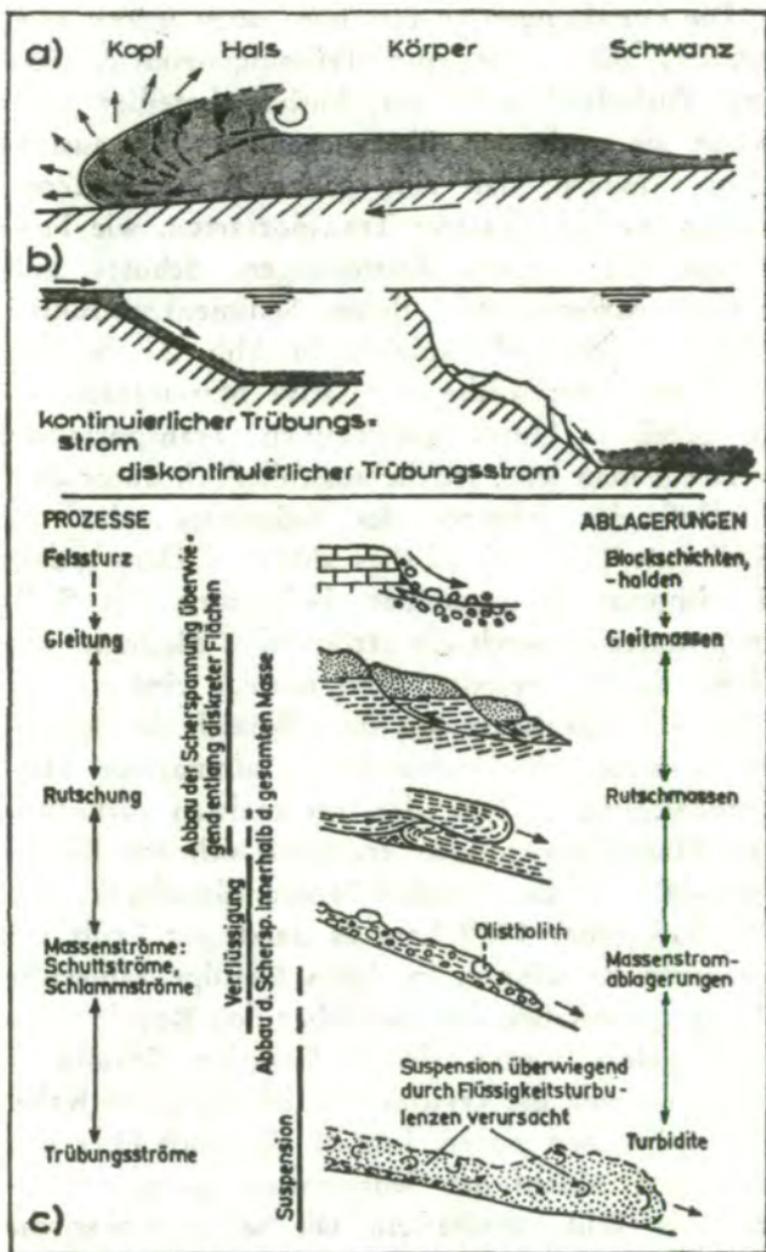
Trübungsströme und verwandte Prozesse

Die Entdeckung des Holländers KUENEN um 1950, daß es sich bei den Flyschsandsteinbänken um Absätze aus Trübungsströmen (turbidity currents) handelt, war einer der entscheidendsten Fortschritte in der Sedimentforschung der 50er-Jahre. Sie führte zu einer enormen Belebung der Flyschforschung auf der ganzen Welt. Vorher schon hatte der Engländer BAILEY (1936) das "graded bedding" als für geosynklinale Sedimente charakteristisch erkannt. Bei den Überlegungen von KUENEN hatten Experimente eine große Rolle gespielt.

Aus Experimenten weiß man über die Entwicklung und Form von Trübungsströmen Bescheid. Es läßt sich eine Kopf-, Hals-, Rumpf- und Schwanzpartie unterscheiden (Abb. 2 a). Der Kopf ist etwa doppelt so dick wie der Rumpf. In dieser Kopfpattie, deren Aussehen mit der pockigen Beschaffenheit der Front einer Pulverschneelawine verglichen werden kann, herrscht Erosionstätigkeit vor. So werden dort unter anderem die Strömungskolke geschaffen, die uns dann als Ausgüsse an den Bankunterseiten erhalten sind. Sedi-mentiert wird überwiegend aus dem Körper des Trübungsstromes.

In der Natur kennt man zwei Arten von Trübungsströmen (Abb. 2 b): Kontinuierliche und diskontinuierliche. Erstere treten in Seebecken auf, wenn schwer mit Sediment beladene Flußhochwässer auf Grund ihrer größeren Dichte den Deltaabhäng hinabsinken, und sich dann über den Beckenboden ausbreiten. Unter kontinuierlich meint man in diesem Zusammenhang die Zeitdauer des Hochwassers. Bei den diskontinuierlichen Trübungsströmen wird davon ausgegangen, daß im höheren Randbereich des Beckens (= Bereitstellungsraum) Sedimente gestapelt vorliegen. Durch ein auslösendes Ereignis, wie ein Erdbeben, schwerer Seegang oder ein Hochwasser eines einmündenden Flusses, kommen Sedimentmassen plötzlich ins Abgleiten, werden in eine Sediment-Wasser-Suspension überführt, und es entwickelt sich dadurch ebenfalls ein Trübungsstrom, der sich auf Grund seiner eigenen Schwere fortbewegt. In diesem Fall handelt es sich um kurzfristige Ereignisse. Der Großteil der Flyschbänke wird auf solche diskontinuierlichen Ströme zurückgeführt.

Abb. 2: a) Form und Abschnitte eines künstlichen Trübungsstromes mit dem Strömungsmuster im Kopfbereich. Nach MIDDLETON & HAMPTON, 1973. — b) Die Unterscheidung von kontinuierlichen und diskontinuierlichen Trübungsströmen. Schema nach LÜTHI, 1978. — c) Schematische Darstellung der Prozesse bei gravitativen Massentransporten und deren sedimentäre Ablagerungen. Vereinfacht und umgezeichnet nach KRUIT et al., 1975.



Die Forschungen an Fylschen haben jedoch auch gezeigt, daß nicht nur Trübungsstrom-Absätze (= Turbidite i.e.S.) am Aufbau beteiligt sind, wenn sie auch den überwiegenden Teil ausmachen, sondern, daß eine ganze Reihe weiterer, submariner gravitativer Transportarten, wie Felsstürze, Gleitungen, Rutschungen, Schutt- und Schlammströme, mit ihren Sedimentprodukten eine wichtige Rolle spielen. In Abb. 2 c ist eine Übersicht über solche gravitative Massentransporte gegeben. Unter gravitativen Transportarten versteht man jene, welche ausschließlich unter dem Einfluß der Schwere des Sediments oder des Sediment-Wasser-Gemisches ablaufen. Dem stehen Transportarten gegenüber, bei denen das Sedimentmaterial durch ein strömendes Medium, wie fließendes Wasser oder Wind, bewegt wird.

Man kennt heute aus dem Bereich der Kontinentalränder eine ganze Reihe submariner Massenbewegungen. Eine der am meisten diskutierten Massenbewegungen ereignete sich am Kontinentalabhang der Großen Neufundlandbank. Am 18. November 1929 kam es durch ein Erdbeben zu einer Rutschung, in deren Gefolge zahlreiche Telegraphenkabel, die quer über den Kontinentalhang gelegt waren, rissen. Aus den Zeitabständen, in denen die verschieden tief liegenden Kabel nun gebrochen waren, konnte man sich über den zeitlichen Ablauf der Sedimentbewegung ein ungefähres Bild verschaffen. Die sedimentologische

Interpretation dieses Ereignisses erfolgte allerdings mehr als 20 Jahre später durch HEEZEN & EWING (1952). Zwischen den Kabelrissen in den obersten 500 Meter Tiefe und den Kabeln in 2800 Meter Tiefe, welche etwa 720 km voneinander entfernt waren, vergingen rund 12 Stunden. Über den tatsächlichen Geschwindigkeitsablauf gingen jedoch die Meinungen sehr auseinander. Hatte man ursprünglich über 100 km/h angenommen, so ergaben spätere Kalkulationen ungefähr 70 km/h maximale Geschwindigkeit. Man schätzte, daß rund 760 km³ Sedimentmaterial in Bewegung geraten war. Eine submarine Rutschung ähnlicher Dimension ist vom Rockall-Plateau, vor den Britischen Inseln im Atlantik, mit 300 km³ Kubatur bekannt. Zu den kleineren Ereignissen dieser Art zählt die Rutschung im Kopfbereich des Scripps-Canyons vor der Westküste der USA, bei dem nach einem schweren Sturm ein bis dahin vollständig von Sediment erfüllter und daher unbekannter Nebenast des Canyonkopfes sichtbar wurde. Hierbei sind etwa 100 000 m³ Sedimentmaterial in die Tiefe des Canyons abgegangen.

Die Kontinentalrandtypen

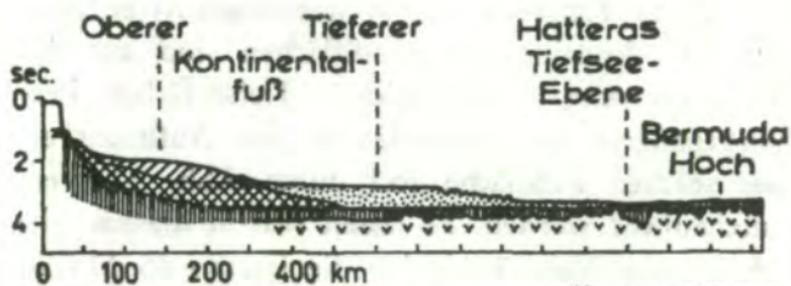
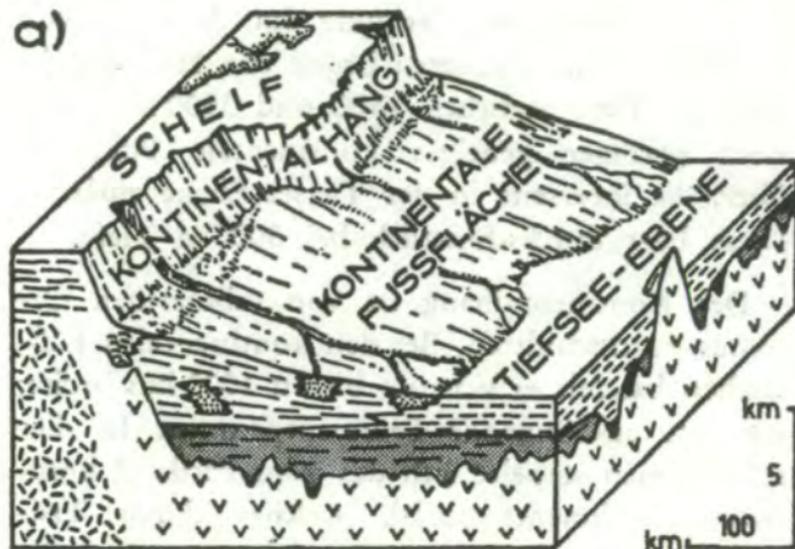
Betrachtet man die Kontinentalränder, so fallen zwei grundsätzliche Typen auf: Ein sogenannter passiver Kontinentalrand (= atlantischer Typ) und ein aktiver Kontinentalrand (= pazifischer Typ).

Passive Kontinentalränder sind das Produkt divergierender Lithosphärenplatten. Die Entwicklung des Kontinentalrandes ist das Ergebnis eines viele Millionen Jahre dauernden Prozesses. So hat die Gestaltung der Ränder des südlichen Nordatlantiks vor etwa 200 Millionen Jahren eingesetzt. Die Entwicklung der Ränder des nördlichsten Nordatlantiks, zwischen den Britischen Inseln und Skandinavien auf der einen Seite, und von Grönland auf der anderen Seite, begann hingegen wesentlich später, vor rund 60 Millionen Jahren. Eine geologisch junge passive Kontinentalrandsituation liegt im Bereich des Roten Meeres vor. Neben dem komplexen tektonischen Geschehen der Randbildung haben aber auch paläogeographische Faktoren, insbesondere das Klima, wesentlichen Einfluß auf die Sedimentation im Bereich eines Kontinentalrandes.

Ein solcher atlantischer Randtyp gliedert sich in den Schelf, den Kontinentalhang und die kontinentale Fußfläche, die allmählich in die Tiefsee-Ebene übergeht (Abb. 3 a). Die Schelfkante liegt

Abb. 3: a) Schematische Darstellung eines passiven Kontinentalrandes (atlantischer Typ). Umgezeichnet nach WEZEL & RYAN, 1971. Extreme Überhöhung beachten! — b) Aufbau der kontinentalen Fußfläche vor New York nach HOLLISTER & HEEZEN, 1972. Interpretation nach reflexionsseismischen Aufzeichnungen. Statt der Tiefenangabe ist daher die halbe Ausbreitungszeit der seismischen Wellen in Sekunden angegeben.

a)



 **Mesozoische Schichten**
 **Ozeanisches Basement**

KÄNOZOIKUM

 **1**
 **2**
 **3**

b)

im Mittel bei 130 m Tiefe. Der Kontinentalhang mit einer mittleren Neigung im Atlantik von $1^{\circ} 19'$ und einer mittleren Breite von 260 km geht in einer Tiefe zwischen 1500 und 3500 m in die noch geringer geneigte kontinentale Fußfläche über, die ihrerseits in der Tiefsee-Ebene ausläuft. Diese liegt durchschnittlich bei 5000 m Tiefe.

Der Kontinentalhang ist von submarinen Canyons durchschnitten. Bei den kontinentalen Fußflächen handelt es sich um bis zu 1000 km breite, seewärts ausdünnende Sedimentprismen. In diesen Prismen stapelte sich das vom Festland kommende Sedimentmaterial, welches durch Trübungsströme und verwandte Prozesse über die submarinen Canyons angeliefert wurde. Dabei erfuhr das Material vor der Canyonmündung eine fächerartige Verteilung. Diese Gebilde werden daher Tiefseefächer (= deep-seafans) bezeichnet. Die kontinentalen Fußflächen sind aus der Verschmelzung vieler solcher Tiefseefächer hervorgegangen. Die Komplexität des Aufbaues einer solchen Fußfläche soll durch Abb. 3 b veranschaulicht werden. Es lassen sich in diesem Abschnitt vor New York für die letzten 65 Millionen Jahre aus reflexionsseismischen Aufnahmen allein drei sedimentäre Großeinheiten ableiten. Im Bereich der kontinentalen Fußfläche herrscht eine starke Subsidenz, so daß sich Sedimentmassen bis zu 10 km Dicke ansammeln können.

Völlig anders sind die aktiven Kontinentalränder, wie sie in der Umrandung des Pazifischen Ozeans auftreten, gestaltet. Sie sind das Produkt von konvergierenden Lithosphärenplatten. Die Gestaltung von aktiven Plattenrändern ist sehr vielfältig. So ist für die Entwicklung des Randes wichtig, ob die schwere ozeanische Platte direkt unter die leichtere kontinentale Platte abtaucht (Pazifik-Ostrand), oder ob sich zwischen der ozeanischen Platte und der kontinentalen Platte ein Inselbogenkomplex entwickelt (Pazifik-Westrand).

Der pazifische Randtyp gliedert sich generell in einen Schelf, einen von submarinen Canyons durchzogenen Hangbereich und in einen Tiefsee-graben. Seewärts schließt die Tiefsee-Ebene an. Der Schelf ist im allgemeinen schmaler entwickelt als beim atlantischen Typ. Der Hang ist im Pazifik mit $3^{\circ} 13'$ durchschnittlicher Neigung und einer mittleren Breite von 139 km steiler und schmaler als im Atlantik. Der Tiefsee-graben bildet den unmittelbaren, morphologischen Ausdruck für die an diesem Plattenrand stattfindende Subduktion. In diesen Tiefsee-gräben wurden die größten Meerestiefen ausgelotet. Diese Tiefen bis über 11000 m sind aber nur in jenen Gesenken zu beobachten, welche praktisch vom Festland keine oder nur eine sehr geringe Sedimentzufuhr empfangen. Dies ist besonders im westlichen Pazifik der Fall. Es gibt aber auch Situationen, wie z. B. vor der Westküste Nordamerikas,

wo der Tiefseegraben mit Sediment völlig erfüllt ist, so daß er morphologisch überhaupt nicht in Erscheinung tritt. Trotzdem ist er aber als Struktur geophysikalisch nachweisbar. Die Sedimentzufuhr erfolgt auch im pazifischen Randtyp hauptsächlich durch gravitative Prozesse, wobei Trübungsströme im Vordergrund stehen.

Submarine Canyons und Tiefseefächer

Die Erforschung der Kontinentalränder hat erkennen lassen, daß den submarinen Canyons und den Tiefseefächern beim Transport und bei der Verteilung des Sedimentmaterials vom Land in den Tiefseebereich ganz entscheidende Bedeutung zukommen.

Die submarinen Canyons vermitteln zwischen dem Schelf und dem Tiefwasserbereich. Der Kopf eines Canyons ist in den Schelf eingeschnitten und im allgemeinen in mehrere Teiläste aufgespalten. Dort wird auch die Hauptmasse des Sedimentmaterials gestapelt. Steile Wände bis zu 45° , aber auch überhängende, sind aus Canyons bekannt. Untersuchungen über die Strömungsverhältnisse, besonders in nordamerikanischen Canyons (SHEPARD et al., 1979) haben gezeigt, daß in ihnen ein periodischer Wechsel von canyonabwärts und canyonaufwärts gerichteter Strömung herrscht. Eine Nettoströmungskomponente, durch die feines Material transportiert werden kann, ist ab-

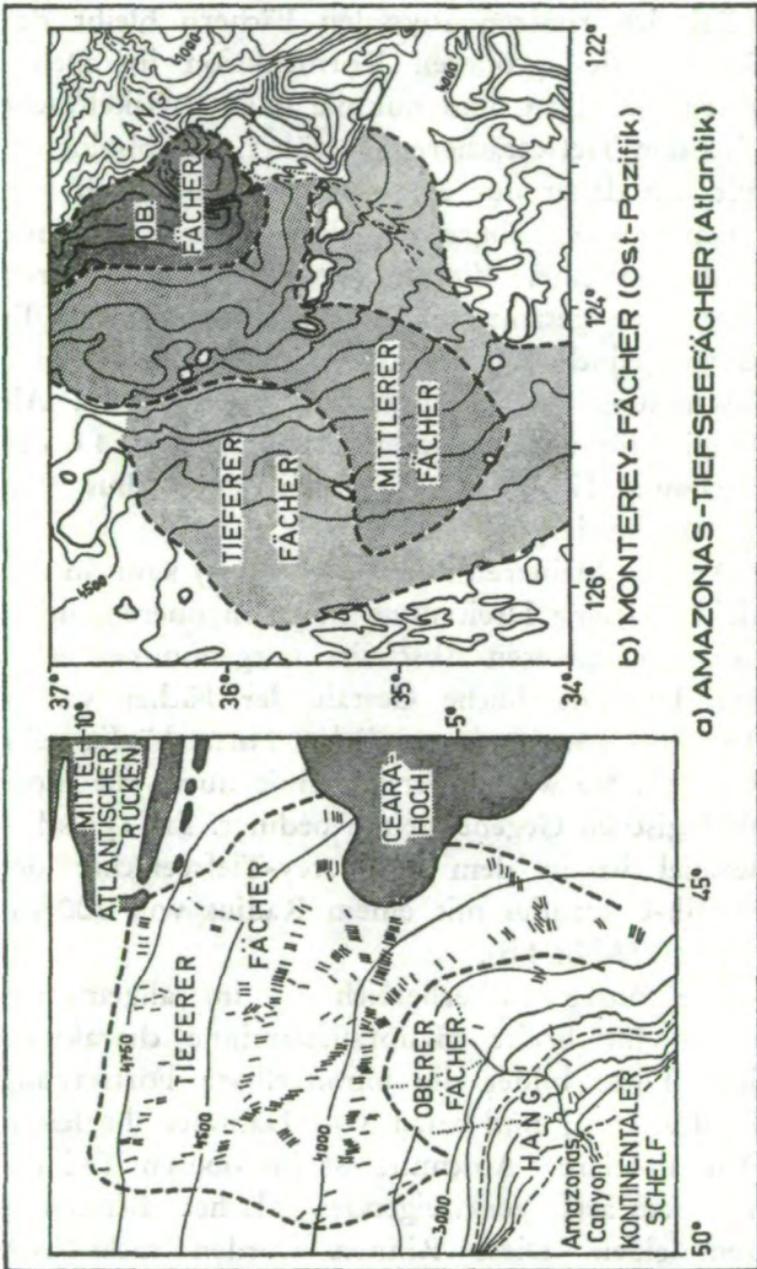
wärts gerichtet. Die Strömungsgeschwindigkeit überschreitet 50 cm/sec. normalerweise nicht. Die Länge der Perioden unterliegt interessanterweise von Canyon zu Canyon starken Schwankungen. Sie erreichen bis zu 12,5 Stunden, sind jedoch im Kopfbereich der Canyons und in Gebieten mit geringem Tidenhub wesentlich kürzer. Dieser periodische Wechsel wird auf die Wirkung interner Wellen und interner Gezeiten zurückgeführt. Während dieser Meßperioden — man überblickt insgesamt einen Zeitraum von 8 Jahren — konnten auch immer wieder in unregelmäßigen Abständen raschere abwärtsgerichtete Strömungen bis zu 200 cm/sec. registriert werden. Es handelte sich dabei um kleinere Trübungsströme im Gefolge von Stürmen, Flußhochwässern oder Erdbeben. Ein wirklich großer Trübungsstrom konnte während der Registrierungen nicht beobachtet werden.

An Sedimenten sammeln sich in Canyons Blockschichten, Konglomerate, geröllführende Pelite und massive Sandkörper an. Es gibt eine Vielzahl von fossilen Canyon-Beispielen (WHITAKER, 1974). Uns besonders naheliegend sind die begrabenen Canyons (Nesvačilka- und Vranovice-Canyon), die von PICHA (1974) unter der Karpatenvortiefe und der Flyschzone beschrieben wurden. Sie sind in einer Längserstreckung bis zu 75 km Länge nachgewiesen, und wurden ursprünglich als tektonische Grabenstrukturen gedeutet.

Umfangreiche Forschungen wurden an Tiefseefächern, sowohl in den heutigen Kontinentalrandbereichen, als auch an fossilen Beispielen, durchgeführt. Beide Forschungsbereiche, der marin-geologische und die Landuntersuchungen, haben zu einem brauchbaren Modell für die Sedimentationsvorgänge und die horizontalen wie vertikalen Faziesverteilungen geführt (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972, 1975; NELSON & KULM, 1973; NORMARK, 1970, 1978; WALKER, 1978).

Von ihrer Gliederung her lassen sich die riesigen Fächer, die den Deltakomplexen der großen Ströme, wie Mississippi, Amazonas, Nil, Indus, Ganges etc., vorgelagert sind, und Radien von 500 bis über 2000 km aufweisen, von Tiefseefächern mit kleineren Radien von wenigen Kilometern bis einigen hundert Kilometern, unterscheiden. Diese „kleineren“ Fächer werden von submarinen Canyons gespeist.

Abb. 4: Bathymetrische Karten von Tiefseefächern. Umgezeichnet nach NORMARK, 1978. — a) Amazonas-Tiefseefächer mit einem Radius von ca. 800 km. Im großen, tieferen Bereich sind die vielen Rinnenstrukturen, wie sie bei Echolotungen angetroffen wurden, als kurze Striche eingezeichnet. — b) Monterey-Fächer, westlicher Kontinentalrand von Nordamerika, mit einem Radius von ca. 200 km. Gliederung in oberen, mittleren und tieferen Fächerbereich.



Bei den riesigen abyssalen Fächern bleibt der Großteil der gröberen Kornfraktion im Deltasystem gefangen, und nur die feine Partikelfracht wird den Tiefseefächern zugeführt. Morphologisch läßt sich daher nur ein oberer Fächerbereich von einem tieferen abgrenzen. Der tiefere Abschnitt wird von einer Vielzahl von Rinnenstrukturen über seine gesamte Länge hin durchgezogen. Es scheint jedoch nur eine davon die wirklich aktive Fortsetzung der Hauptzufuhrinne zu sein. Als Beispiel für diesen Fächertyp ist in Abb. 4 a der Amazonas-Tiefseefächer mit einem Radius von ca. 800 km dargestellt.

An den kleineren Fächern (Abb. 5) kann in der Mehrzahl eine Dreiteilung in einen oberen, mittleren und tieferen Abschnitt vorgenommen werden. Die tatsächliche Gestalt der Fächer weicht aber von der idealen radialen Form häufig sehr stark ab. Sie wird in erster Linie durch die morphologischen Gegebenheiten bedingt. Ein typisches Beispiel ist in dem Monterey-Tiefseefächer des Pazifik-Ostrand des mit einem Radius von 200 km gegeben (Abb. 4 b).

Der obere Fächerbereich ist im allgemeinen durch eine breite Hauptzufuhrinne charakterisiert. Diese bildet die unmittelbare Fortsetzung des Canyons, und wird von Dämmen begleitet. Dem mittleren Abschnitt ist im oberen Teil ein sich seewärts verzweigendes, flaches Rinnensystem eigen. Diese Rinnen werden nicht von

Dämmen begleitet. Das Rinnensystem bildet die Fortsetzung der Hauptrinne des oberen Fächerbereiches. Noch im mittleren Abschnitt laufen diese Rinnen aus, und gehen in zungenförmige Sedimentkörper über. Im mittleren Fächer herrscht die intensivste Sedimentation vor, so daß sich dieser Bereich in einem Radialschnitt als schwach konvexe Zone abhebt. Im tieferen Abschnitt des Fächers gelangt die feinste Kornfraktion zur Ablagerung. Dieser Abschnitt geht ohne scharfe Begrenzung in die Becken-Ebene über.

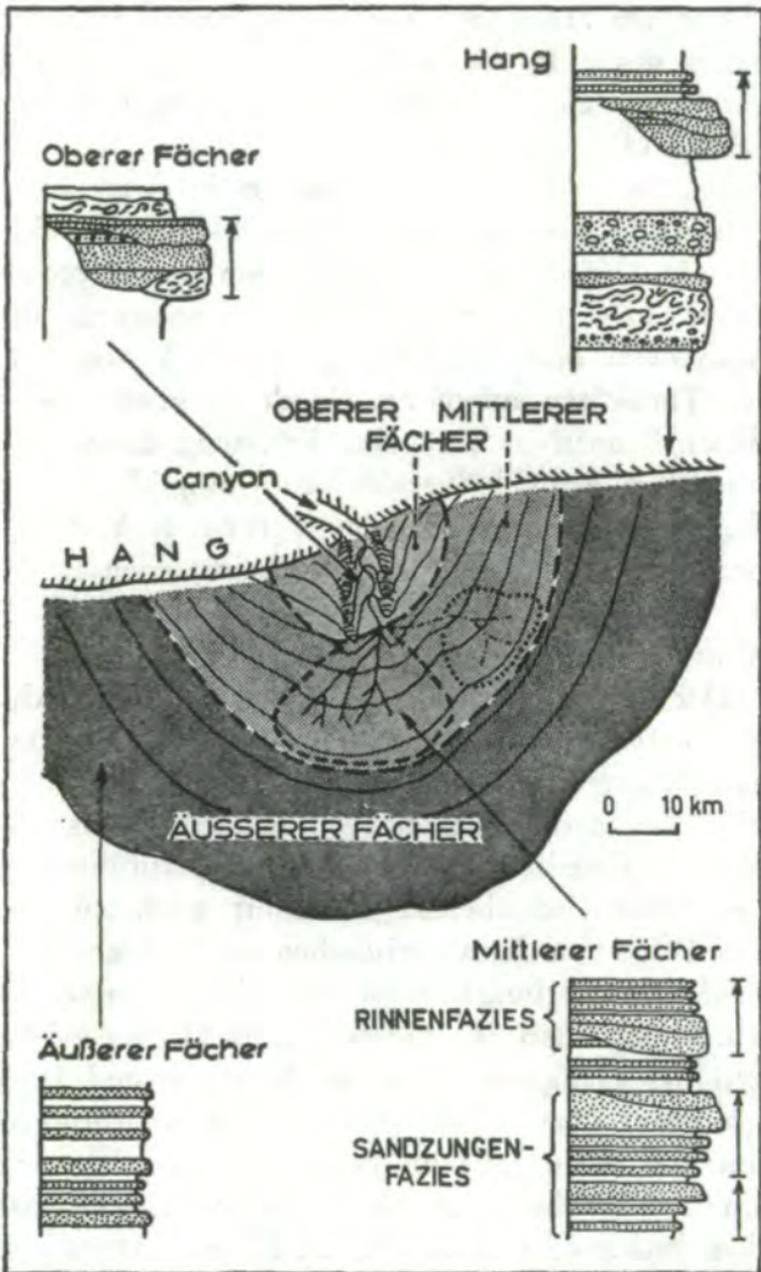
Zwischen der Breite der Hauptzufuhrrinne und der Größe des Tiefseefächers besteht ein unmittelbarer Zusammenhang. So kann für einen Fächer mit einem Radius von 50 km mit einer etwa 5 km breiten Zufuhrrinne gerechnet werden, bei 300 km Radius mit rund 25 km Breite. Die Zufuhrrinne des riesigen Bengal-Fächers mit über 2000 km radialer Erstreckung erreicht eine Breite von fast 80 km.

Über den vertikalen schichtmäßigen Aufbau der Tiefseefächer konnten die meeresgeologischen Forschungen noch verhältnismäßig wenig Material liefern, da durch Probennahmen im allgemeinen nur die obersten Meter bis Zehnermeter erfaßt werden können. Verteilt auf die riesigen Areale ergeben sich dadurch doch nur bescheidene Informationen. Im Gegensatz dazu hat man in fossilen Ablagerungen im allgemeinen doch einen viel umfassenderen Einblick in die vertikalen Schichtfol-

gen, dafür wiederum wesentlich schlechtere Information über die regionale Ausdehnung der Schichten. Bei der Interpretation der meeresgeologischen Befunde muß noch dazu der Einfluß der eiszeitlichen Meeresspiegelschwankungen mitberücksichtigt werden. Das Trockenfallen weiter Schelfbereiche während der glazialen Perioden hatte ein wesentlich höheres Sedimentangebot zur Folge. Durch den holozänen Meeresspiegelanstieg sind jedoch viele Tiefseefächer von ihren aktiven Sedimentquellen abgeschnitten worden, so daß das heutige Sedimentangebot mit der Sedimentverteilung und Morphologie nicht immer im Einklang steht. Über viele Fächer breitet sich daher heute eine dünne Schicht hemipelagischer Schlamm aus.

Trotz dieser Schwierigkeiten ist man heute in der Lage, die meeresgeologischen Daten und die Befunde aus fossilen Turbiditabfolgen in einem akzeptablen Modell zu vereinigen. Für die einzelnen sedimentären Bereiche lassen sich Fazies und Faziesvergesellschaftungen angeben. Die einzelnen idealen Bankprofile sind in Abb. 5 zusammengestellt.

Abb. 5: Modell eines Tiefseefächers nach NORMARK (1978) sowie Zuordnung der charakteristischen Bankprofile nach KRUIT et al. (1975). Die Pfeile neben den Profilsäulen weisen auf Rinnenfolgen und Sandungenfolgen hin. Im Bereich des mittleren Fächers ist der aktive Abschnitt (= *supra fan*) besonders abgegrenzt.



Für den Hangbereich sind einförmige pelitische Serien sowie das Auftreten von Rutschmassen und vereinzelt eingeschaltete Rinnenfüllungen kennzeichnend.

Im oberen Fächerbereich sind es in erster Linie mächtige Rinnenfüllungen mit grobklastischen Bildungen von dicken Konglomeraten und Breccien sowie mächtigen massigen Sandsteinserien, die noch keine oder nur geringe Merkmale von echten Turbiditen aufweisen. Durch die große Breite dieser Rinnen ist auch eine Erfassung dieser Abfolgen im Aufschlußbereich kaum möglich. Neben diesen dickbankigen Folgen werden auch dünnbankigere und feinerkörnigere Schichtserien zu erwarten sein, die den Dammbildungen (in Abb. 5 nicht dargestellt) entsprechen.

Der mittlere Fächer wird einerseits durch flache Rinnenfüllungen und durch sogenannte Sandzungenbildungen charakterisiert sein. Durch eine ständige Verlagerung des aktiven Rinnensystems, die von der jeweiligen Position der Hauptzufuhrrinne im oberen Fächerbereich bestimmt wird, entsteht eine Folge von charakteristischen Bankzyklen. Rinnenfolgen beginnen meist mit dicken, massigen Sandsteinbänken im Liegenden, und werden gegen das Hangende zu dünnschichtiger und feinerkörniger. Diese Abnahme der Bankmächtigkeit und der Korngröße im Profil ist ganz allgemein ein Kennzeichen für Rinnenfüllungen. Die vor dem beckenwärts auslaufenden Rinnensystem ent-

wickelten zungenförmigen Sedimentkörper sind in ihrer internen Bankabfolge umgekehrt aufgebaut als Rinnenfüllungen. Die Bankmächtigkeit und Korngröße steigt in diesen einzelnen Zyklen gegen das Hangende an. Auch der Bereich der aktiven Sedimentzungen wandert zusammen mit der Verlagerung des aktiven Rinnensystems. Als Sedimentgesteine sind massige Sandsteinbänke sowie sogenannte proximale Turbidite, die durch das Auftreten des tieferen BOUMA-Abschnittes T_a charakterisiert sind, am häufigsten zu erwarten. In den Bereichen zwischen den Rinnen und zwischen den Sedimentzungen kommen dünnbankigere, pelitreichere Turbiditserien zum Absatz.

Der tiefere Bereich des Fächers und die Beckenebene werden von sogenannten distalen Turbiditfolgen eingenommen. Diese Turbiditbänke sind durch das Fehlen des unstrukturierten tieferen BOUMA-Abschnittes T_a gekennzeichnet. In diesem Teil des Tiefseefächers lassen sich in den Profilen praktisch keine Bankzyklen mehr erkennen. Fächer- und Beckenebenenfazies sind kaum gegeneinander abgrenzbar. Es kann mit einiger Einschränkung festgestellt werden: Je weiter vom Scheitelpunkt des Fächers entfernt Schichten zum Absatz kommen, umso feinkörniger und dünnbankiger wird die Schicht, und desto reicher an pelitischen Gesteinen werden die Schichtfolgen sein. Es sind jedoch auch Fälle bekannt, wo mitten in die distale Bankfazies des tieferen Fächers

dickbankige und grobkörnige Turbidite eingeschaltet sind. Dies scheint auf sehr seltene, besonders energiereiche turbiditische Ereignisse zurückzuführen zu sein.

Nichtturbiditische Sedimentation

Bis jetzt war im Zusammenhang mit der Sedimentation in submarinen Canyons und Tiefseefächern nur von gravitativ bedingten Sedimentationsarten die Rede. Die Untersuchungen, besonders am östlichen Kontinentalrand von Nordamerika, haben jedoch gezeigt, daß neben solchen turbiditischen Vorgängen i. w. S. auch thermohaline Tiefenströmungen den Aufbau der kontinentalen Fußfläche beträchtlich beeinflussen können (HEEZEN & HOLLISTER, 1964; STOW & LOVELL, 1979). Solche Tiefenströmungen nehmen ihren Ausgang in den Polregionen unserer Erde. Kaltes Meerwasser sinkt dort auf Grund seiner höheren Dichte in die Tiefe und strömt gegen die Äquatorialgebiete. Als Folge der Erdrotation werden diese Strömungen an die Westränder der großen Ozeanbecken abgelenkt (Korrioliseffekt). Ähnliche thermohaline Tiefenströmungen sind jedoch auch aus kleineren, abgeschlossenen Becken bekannt geworden.

Die Strömungen von durchschnittlich 10—20 cm/sec., welche sich den morphologischen Gegebenheiten des tieferen Kontinentalrandes anpassen, und daher auch Konturenströme genannt wer-

den, sind in der Lage, Sediment umzulagern, und können dadurch in großem Maßstab gestaltend an der Entwicklung der kontinentalen Fußfläche mitwirken. Das Wiedererkennen solcher Ablagerungen in Flyschen ist zur Zeit noch ungemein schwierig.

Charakteristisch für den Kontinentalrand sind auch die sogenannten hemipelagischen Sedimente. Sie bestehen aus einer Mischung von feinen terrigenen und/oder neritischen Partikeln, welche vom Festland oder Schelf herrühren, und von kleinen biogenen Partikeln planktonisch lebender Organismen, wie z. B. Calcitskelette des Nannoplanktons oder Foraminiferengehäuse. Diese hemipelagischen Sedimente stammen von der sogenannten „Normalsedimentation“, die als ständiger Partikelregen mit sehr geringer Sedimentationsrate vorzustellen ist.

Untersuchungen über die Zusammensetzung und die Verteilung jener vom Festland kommenden Sedimenttrübe im Kontinentalrandbereich haben nun gezeigt, daß neben einer „Trübewolke“, die sich über der thermischen Sprungschicht in den oberflächennahen Wasserpartien ausbreitet, ein kontinuierlicher trüber Bodenwasserstrom (bottom nepheloid layer) existiert, der sich vom Canyon ausgehend über den Tiefseefächer hinweg ausbreitet. Die Sedimentationsrate aus dieser trüben Bodenwasserschicht ist in den unmittelbaren aktiven

Rinnenbereichen und den angrenzenden Dämmen am höchsten und nimmt von den Rinnen weg ab.

Solche hemipelagischen oder besser gesagt „nicht-turbiditischen“ Pelitlagen finden sich auch in den Flyschen wieder. Sie sind in erster Linie in den distalen und niedrigerenergetisch gebildeten Schichtfolgen häufig. In den proximalen Bereichen wurden sie durch die hohe Erosionskraft der Trübungsströme wieder abgetragen. Zusammensetzung und Fauna dieser Lagen gestatten eine Aussage über die Ablagerungstiefe, bezogen auf das Calcitkompensationsniveau. So geben hohe Karbonatgehalte Hinweise auf eine Ablagerung oberhalb des Kompensationsniveaus, während weitgehend karbonatfreie Tone auf eine Ablagerung unterhalb dieses Niveaus hindeuten. Diese Aussage kann allerdings nur getroffen werden, wenn im turbiditischen Pelitanteil (T_e) ein deutlich höherer Karbonatgehalt vorhanden ist. In diese Überlegungen muß allerdings auch ein möglicher Karbonatverdünnungseffekt durch die eben beschriebenen trüben Bodenwasserströme mit einbezogen werden. In den heutigen Ozeanen liegt die Calcitkompensationstiefe mit großen Schwankungen bei 4000 bis 5000 m und steigt in den Kontinentalbereichen auf etwa 3500 m an. Wenn man auch heute weiß, daß die Lösungsniveaus zu verschiedenen geologischen Zeiten nicht immer die gleiche Lage eingenommen haben, so ist doch für manche kretazische und ältertertiäre Flysche da-

durch eine Bildungstiefe von einigen tausend Metern belegt.

Aktive Kontinentalränder und Tiefseegräben

Die morphologischen Formen eines aktiven Plattenrandes sind sehr vielfältig. Geht man von einem plattentektonischen Modell eines kontinentalen Randbogenkomplexes (Abb. 6 a) aus, so sind 5 tektonische Zonen zu unterscheiden, die sich in morphologischer und auch sedimentärer Hinsicht voneinander abgrenzen lassen. Es sind dies, seewärts beginnend, der Tiefseegraben (deep-sea trench), der innere, landwärtige Hangbereich (inner slope), der "arc-trench gap", der eigentliche magmatische Komplex (magmatic arc) und der Rückbogenbereich (backarc area). In dieser Betrachtung sei hier in erster Linie auf den Tiefsee-graben und den Hangbereich eingegangen.

Die auffälligste Struktur bildet der Tiefsee-graben, der, wie schon erwähnt, morphologisch nicht immer entwickelt sein muß. Der innere Hang ist meist durch einen deutlichen morphologischen Knick (trench slope break i. S. v. DICKINSON) gegen den Abschnitt des "arc-trench gap" abgegrenzt. Vom tektonischen Standpunkt entspricht der in einzelne Hangbecken (slope basins) gegliederte innere Hang dem eigentlichen Subduktionsbereich. Es handelt sich um eine tektonische Schuppungszone mit vielfacher Schichtwiederholung, tektonischer Durchmischung und syntekto-

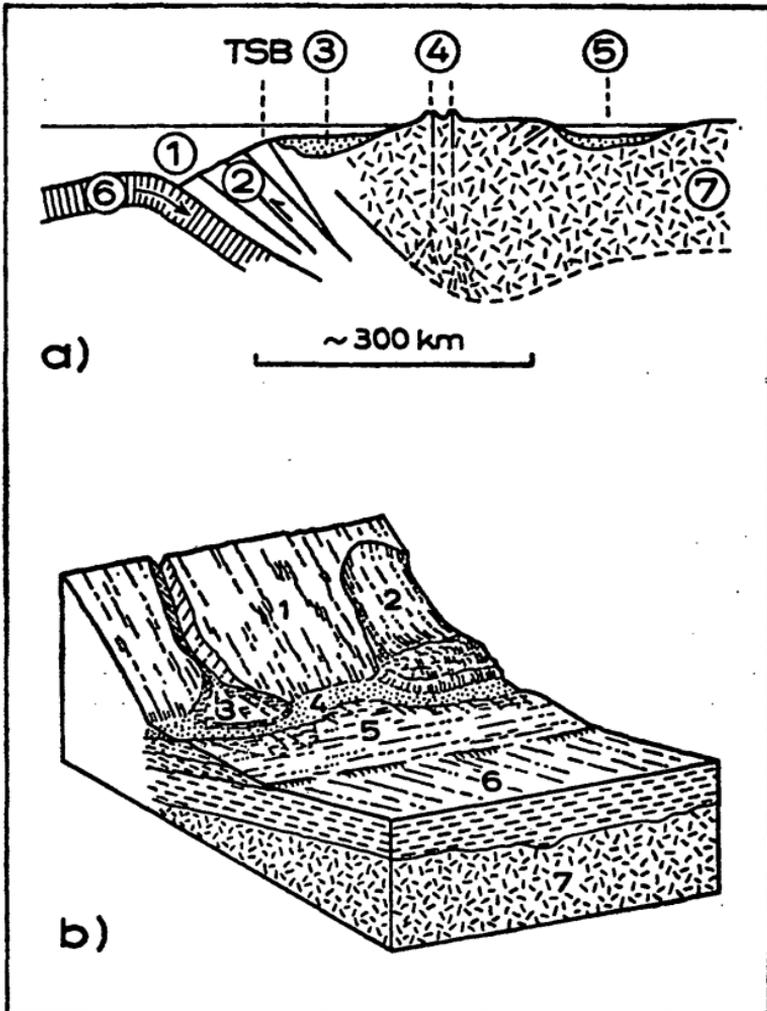
nischer Sedimentation in den Hangbecken. Dieser „Anwachskeil“ (accretion wedge) wird durch die Sedimentmassen des Tiefseegrabens fortwährend erweitert. Nur wenige Sedimente werden tatsächlich vollständig subduziert. Der Anwachskeil kann Mächtigkeiten bis zu 30 km erreichen. Dazu kommen noch hochgeschürfte Ozeankrustentrümmer, die in diese Zone tektonisch eingespießt sind. Dieser Schuppenbau wurde durch reflexionsseismische Profile und auch erste Bohrergebnisse bestätigt.

Fossil sind diese Anwachskeilzonen am ehesten mit den „Melange“-Zonen in den Orogenen verwandt, in denen neben ophiolitischen Massen auch tektonisch isolierte Flyschserien und chaotische Sedimentmassen mit Riesenblöcken, sogenannte Wildflysche, in stark tektonisierter Form vorkommen. Als Beispiel sei auf die berühmte Franciscan

Abb. 6: Aktiver Kontinentalrandtyp und Tiefseegräben.

a) Plattentektonisches Schema eines kontinentalen Randbogenkomplexes. 1 — Tiefseegraben (trench); 2 — Innerer Hangbereich, gegliedert in Hangbecken (slope basins); entspricht dem Anwachskeil (accretion wedge); 3 — Sedimentationsbecken (forearc basin) im Bereich des „arc-trench gap“; 4 — magmatischer Bogen (magmatic arc); 5 — Sedimentationsbecken hinter dem magmatischen Bogen (retroarc basin); 6 — ozeanische Kruste; 7 — kontinentale Kruste; TSB — „trench slope break“ i. S. v. DICKINSON.

b) Faziesmodell des Aläuten-Tiefseegrabens, umgezeichnet nach PIPER et al. (1973). — 1 — Konti-



mentalhang; 2 — Rutschungen; 3 — Canyon und kleinräumiger Tiefseefächer; 4 — Achsiale Tiefseerinne; 5 — Randfazies der achsialen Rinne; 6 — Fazies der Tiefsee-Ebene; 7 — ozeanisches Basement.

Melange in Kalifornien hingewiesen. In den Ostalpen kann die Matreier Schuppenzone südlich des Tauernfensters am ehesten als Beispiel herangezogen werden.

Wieviel Sediment nun der eigentliche Tiefsee-graben empfängt, hängt von einer ganzen Reihe lokaler Faktoren ab. So kann durch ein weitentferntes Abtragungsgebiet, eine breite Schelfzone oder durch einen breit entwickelten "arc-trench gap"-Bereich, in dem sich mächtige Sedimentmassen in einem Becken (forearc basin) stapeln können, viel Material zurückgehalten werden. Auch die Hangbecken fungieren als Sedimentfänger. Auf der Westseite des Pazifiks, wo die Tiefsee-gräben weitgehend leer sind, finden sich hingegen mächtige Sedimentstöße in den oberen Hangregionen. Auch aus der Füllung des hellenischen Tiefsee-grabens des Mittelmeeres hat man lokal sehr unterschiedliche Sedimentationsraten ermittelt.

Bei den Tiefsee-gräben handelt es sich, verglichen mit ihrer beträchtlichen Längserstreckung, um verhältnismäßig schmale Strukturen von 50 bis 100 km Breite. Rund 30.000 km des Randes des pazifischen Ozeans werden von Tiefsee-gräben eingenommen. Zahlreiche meeresgeologische Untersuchungen an diesen Tiefsee-gräben erbrachten folgendes Bild der Faziesverteilung (Abb. 6 b). Die Ablagerungen erreichen eine durchschnittliche Mächtigkeit bis zu 2000 m, wobei im Querprofil ein dicker Keil von Turbiditen auffällt. Es läßt

sich eine Fazies der zentralen Rinne mit sandreichen Turbiditen von einer hangnahen Fazies abtrennen, in der kleinräumige Fächerablagerungen mit teilweise groben Komponenten und Rutschmassen dominieren. Seewärts geht die Rinnenfazies allmählich in die pelagische Beckenfazies über.

Die turbiditische Sedimentation hat in den meisten Gräbern vor ca. 1 Million Jahre begonnen. Daraus läßt sich erkennen, daß sich turbiditische Sedimente eines geologisch verhältnismäßig kurzen Zeitraumes in einem Tiefseegraben ansammeln. Er erscheint daher der Bereich eines aktiven Tiefseegrabens als unmittelbarer Bildungsbereich für Flyschzonen mit einem kontinuierlichen Schichtumfang von mehreren Zehnermillionen Jahren nicht geeignet. Die Ablagerungen der Flyschzone der Ostalpen umspannen, einschließlich der Unterkreide, einen Zeitabschnitt von mindestens 75 Millionen Jahren.

Schlußfolgerungen

Abschließend und zusammenfassend kann gesagt werden, daß wir in den Kontinentalrändern jene Bereiche und Bildungsbedingungen vorfinden, die wir auch für die Flysche unserer Gebirgszonen annehmen müssen, und daß je nach Art der Flysche sowohl passive als auch aktive Randbereiche hierfür in Frage kommen. Für altersmäßig umfangreiche und mächtige Flysche bie-

tet sich in erster Linie der passive Randtyp an. Im aktiven Randtyp sind es ebenfalls die passiven Bereiche des „arc-trench gap“, die hierfür ins Auge zu fassen wären. Wildflyschartige Serien mit Riesenblöcken und chaotischen Strukturen, besonders in Verbindung mit ophiolithischen Körpern sind eher dem aktiven Randtyp im Bereich des Anwachskeiles zuzuordnen.

Bei solchen Überlegungen darf jedoch nicht außer Acht gelassen werden, daß Kontinentalränder einen unterschiedlichen „Reifegrad“ erreichen. So ist es sicher nicht zielführend, ein im Laufe der Erdgeschichte sich neuentwickelndes Flyschbecken mit einem ausgereiften Kontinentalrand, wie er uns heute etwa im Atlantik vorliegt, im einzelnen vergleichen zu wollen. Auch kann nicht von vornherein davon ausgegangen werden, daß das, was uns heute in den Flyschzonen an Schichten erhalten geblieben und zugänglich ist, unbedingt auch ein vollständiges Spektrum des ursprünglichen Sedimentstapels darstellt. In bezug auf die Ablagerungsbedingungen, die paläobathymetrischen Daten und Angaben über mögliche Dimensionen der Ablagerungsräume können jedoch für paläogeographische Rekonstruktionsversuche wertvolle Hinweise gewonnen werden.

L i t e r a t u r

- BAILEY, E. B.: Sedimentation in relation to tectonics.
— Geol. Soc. Am. Bull., 47, 1713—1726, Boulder 1936.

- BOUMA, A. H.: Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. — 168 S., Amsterdam (Elsevier) 1962.
- BURK, C. A. & DRAKE, C. L. (Eds.): The Geology of Continental Margins. — 1009 S., Berlin — Heidelberg — New York (Springer-Verl.) 1974.
- DICKINSON, W. R. (ed.): Tectonics and Sedimentation. — Soc. Econ. Paleont. Mineralogists, Spec. Pub., 22, 204 S., Tulsa 1974.
- HEEZEN, B. C. & EWING, M.: Turbidity currents and submarine slumps; and the 1929 Grand Banks earthquake. — Am. Jour. Sc., 250, 849—873, 1952.
- HEEZEN, B. C. & HOLLISTER, C. D.: Deep-sea current evidence from abyssal sediments. — Marine Geol., 1, 141—174, Amsterdam 1964.
- HESSE, R.: Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide): Kontinuierlicher Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene der Alpen. — Geol. et Palaeont., Sb. 2, 1—90, Marburg 1973.
- HOLLISTER, C. D. & HEEZEN, B. C.: Geological effects of bottom currents: Western North Atlantic. — Studies in Physical Oceanography, GORDON, A. L., (ed.) II, 37—66, New York 1972.
- KRUIT, C., BROUWER, J., KNOX, G., SCHÖLLNERBERGER, W. & VLIET, A. v.: Une excursion aux cônes d'alluvions en eau profonde d'âge tertiaire près de San Sebastian. — IX Int. Congr. of Sedimentology, Guide to field trip Z-23, 75 S., Nice 1975.
- KUENEN, PH. H.: Turbidity currents of high density. — 18th Int. geol. Congr. London, 1948, Rept., 8, 44—52, London 1950.
- KUENEN, PH. H. & MIGLIORINI, C. I.: Turbidity currents as a cause of graded bedding. — Jour. Geol., 58, 91—127, Chicago 1950.

- LÜTHI, ST. M.: Zur Mechanik der Turbiditätsströme. — Mitt. Geol. Inst. Eidg. Techn. Hochsch. und Universität Zürich, N. F., 223, 160 S., Zürich 1978.
- MIDDLETON, G. V. & HAMPTON, M. A.: Sediment Gravity Flows: Mechanics of Flow and Deposition. — in: „Turbidites and Deep Water Sedimentation“, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Pacific Sec., Short Course, 1—38, Anaheim 1973.
- MOORE, J. C. & KARIG, D. E.: Sedimentology, structural geology, and tectonics of the Shikoku subduction zone, southwestern Japan. — Geol. Soc. Am. Bull., 87, 1259—1268, Boulder 1976.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F.: Le torbiditi dell' Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. — Mem. Soc. Geol. Ital., 11, 161—199, Pisa 1972.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F.: Turbidite facies and facies associations. — IX Int. Congr. of Sedimentology, Guide to field trip A-11, 21—36, Nice 1975.
- NELSON, C. H. & KULM, V.: Submarine Fans and Channels. — in: „Turbidites and Deep Water Sedimentation“, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Pacific Sec., Short Course, 39—78, Anaheim 1973.
- NORMARK, W. R.: Growth patterns of deep-sea fans. — Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 54, 2170—2195, Tulsa 1970.
- NORMARK, W. R.: Fan Valleys, Channels, and Depositional Lobes on Modern Submarine Fans: Characters for Recognition of Sandy Turbidite Environments. — Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 62, 912—931, Tulsa 1978.
- PICHA, F.: Ancient Submarine Canyons of the Carpathian Miogeosyncline. — Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub., 19, 126—127, Tulsa 1974.

- PIPER, D. J. W., HUENE, R. v. & DUNCAN, J. R.: Late Quarternary Sedimentation in the Active Eastern Aleutian Trench. — *Geology*, 1, 19—22, Boulder 1973.
- RUPKE, N. A.: Deep Clastic Seas. — in: READING, H. G. (ed.): *Sedimentary Environments and Facies*, 372—415, Oxford (Blackwell Scientific Pub.) 1978.
- SHEPARD, F. P., MARSHALL, N. F., McLOUGHLIN, P. A. & SULLIVAN, G. C.: Currents in Submarine Canyons and other Valleys. — *AAPG Studies in Geology*, 8, 173 S., Tulsa 1979.
- STANLEY, D. J. & KELLING, G. (eds.): *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans, and Trenches*. — 395 S. Stroudsburg (Dowden, Hutchinson & Ross) 1978.
- STOW, D. A. V.: Distinguishing between fine-grained turbidites and contourites on the Nova Scotian deep water margin. — *Sedimentology*, 26, 371—387, Oxford 1979.
- STOW, D. A. V. & LOVELL, J. P. B.: Contourites: Their Recognition in Modern and Ancient Sediments. — *Earth-Science Rev.*, 14, 251—291, Amsterdam 1979.
- STUDER, B.: Geognostische Bemerkungen über einige Teile der nördlichen Alpenketten. — *Zs. Mineral.*, 1, 39, 1827.
- WALKER, R. G.: Deep-Water Sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration for Stratigraphic Traps. — *Am. Ass. Geol. Bull.*, 62, 932—966, Tulsa 1978.
- WHITAKER, J. H.: Ancient Submarine Canyons and Fan Valleys. — *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub.*, 19, 106—125, Tulsa 1974.